

1 ***Didemnoides* Bonet y Benveniste-Velásquez (espículas de ascidias didémnidas) en el**  
2 **Tithoniano-Berriasiano de la Cuenca Neuquina y su significado estratigráfico secuencial**

3

4 Diego A. Kietzmann<sup>1,2</sup>

5

6 <sup>1</sup>Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de  
7 Ciencias Geológicas, Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

8 <sup>2</sup>CONICET-Universidad de Buenos Aires, Instituto de Geociencias Básicas, Ambientales y  
9 Aplicadas de Buenos Aires (IGeBA), Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

10 Email: diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar

11

12 **RESUMEN**

13 En este trabajo se describen especímenes del género *Didemnoides* Bonet y Benveniste-  
14 Velásquez provenientes de distintas secciones del intervalo Tithoniano-Berriasiano de la Cuenca  
15 Neuquina (Formación Vaca Muerta). *Didemnoides* ha sido interpretado como espículas de  
16 ascidias afines a la familia Didemnidae Giard, por lo que este registro representa la primera  
17 documentación de tunicados para el Tithoniano – Berriasiano de la Cuenca Neuquina. La  
18 presencia de espículas de ascidias didémnidas permite inferir el desarrollo de sustratos duros,  
19 alta disponibilidad de nutrientes, baja turbidez del agua y escaso influjo de agua dulce. La  
20 ubicación de los niveles portadores de *Didemnoides* dentro del marco estratigráfico secuencial  
21 de la Formación Vaca Muerta, evidencia su desarrollo durante los cortejos transgresivos, donde  
22 prevalecen estas condiciones.

23 **Palabras clave:** espículas, ascidias, diagénesis, Formación Vaca Muerta

24

25 **ABSTRACT**

26 *Didemnooides Bonet y Benveniste-Velásquez (didemnid ascidian spicules) in the Tithonian–lower*  
27 *Berriasian of the Neuquén Basin and its sequence stratigraphic significance*

28 In this work, specimens of the genus *Didemnooides* Bonet and Benveniste-Velásquez are  
29 described from different sections of the Tithonian-Berriasian interval of the Neuquén Basin  
30 (Vaca Muerta Formation). *Didemnooides* has been interpreted as spicules of ascidians related to  
31 the family Didemnidae Giard, so this record represents the first documentation of tunicates for  
32 the Tithonian – Berriasian of the Neuquén Basin. The presence of spicules of didemnid ascidians  
33 allow to infer the development of hard substrates, high availability of nutrients, low water  
34 turbidity and low fresh water influx. The location of the *Didemnooides*-bearing levels within the  
35 sequence stratigraphic framework of the Vaca Muerta Formation evidences its development  
36 during transgressive system tracts, where these conditions prevail.

37 **Keywords:** spicules, ascidians, diagenesis, Vaca Muerta Formation

38

39 **INTRODUCCIÓN**

40

41 Varios organismos *incertae sedis*, esféricos a subesféricos, de entre 10 y 100  $\mu\text{m}$  de  
42 diámetro, formados por prismas de calcita que se disponen radialmente desde un centro (p. ej.,  
43 *Gemeridella*, *Globochaeta*, *Microcodium*, *Didemnooides*, etc.) son descriptos con frecuencia en  
44 sedimentos mesozoicos (Durand Delga 1957, Nowak 1968, Bonet y Benveniste-Velásquez 1971,  
45 Buge y Monniot 1972, Borza y Misík 1975, Misík y Borza 1978, Reháková et al. 1996, Michalik et  
46 al. 2016). Algunos de ellos fueron asignados a algas calcáreas (e.g., *Gemeridella*: Borza y Misík  
47 1975, Misík y Borza 1978; *Globochaeta*: Borza 1969, Bucur 1999), mientras que *Didemnooides* fue

48 interpretado convincentemente como espículas de ascidias (tunicados) relacionadas con el  
49 género moderno *Didemnum* por Bonet y Benveniste-Velásquez (1971).

50 Los tunicados son organismos de cuerpo blando y se dividen en tres clases: Ascidiacea,  
51 con formas sésiles, y Thalaliacea y Appendicularia, con formas libres flotantes. Algunos  
52 miembros de Ascidiacea, como Didemnidae, Polyclinidae, y Pyurida, secretan espículas calcáreas  
53 distintivas. Didemnidae y Polyclinidae secretan espículas en forma de estrellas (asteroides) y  
54 esféricas, respectivamente, de aragonita y/o calcita con tamaños de entre 10 y 125  $\mu\text{m}$  (Plough  
55 1978, Jones 1990, Varol y Houghton 1996, Varol 2006) que están contenidas principalmente  
56 dentro de la túnica. Estas espículas son componentes bastante frecuentes en las plataformas  
57 carbonáticas modernas (e.g., Gran Barrera de Coral y Bahamas). Sin embargo, su registro fósil  
58 es relativamente escaso a pesar de estar presentes desde el Cámbrico (Chen et al. 2003, Nanglu  
59 et al. 2023). Los didémnidos modernos tienen una distribución cosmopolita y la mayoría de las  
60 especies viven adheridas a superficies duras, en aguas someras (< 50 m), aunque algunas  
61 especies habitan también ambientes profundos. Los principales controles para su distribución  
62 son la profundidad, la disponibilidad de nutrientes, la turbidez y la temperatura y salinidad del  
63 agua (e.g., Millar 1971, Kott 2005, Valentine et al. 2007, Pedrão Ferreira et al. 2019).

64 Para la Cuenca Neuquina, Fernández Carmona et al. (1996) mencionaron la presencia de  
65 *Didemnoidea moreti* en la Formación Vaca Muerta, pero el material nunca fue ilustrado. El  
66 objetivo de la presente contribución es el de documentar la presencia de espículas de tunicados  
67 en el Tithoniano-Berriasiano de la Cuenca Neuquina, así como presentar su descripción y discutir  
68 sus posibles implicancias para la interpretación del ambiente sedimentario de la Formación Vaca  
69 Muerta.

70

71 **MARCO GEOLÓGICO**

72

73 La Cuenca Neuquina (Fig. 1) es una cuenca de retroarco mesozoica desarrollada en el  
74 margen Pacífico de Gondwana, que estuvo limitada por el Macizo Nordpatagónico al sur, el  
75 Bloque San Rafael al noreste, y un arco volcánico inmaduro al oeste. Su evolución estuvo  
76 sometida a diferentes regímenes tectónicos que ejercieron un control de primer orden en la  
77 estructura y evolución sedimentaria (Legarreta and Uliana 1991, 1996). Un régimen tectónico  
78 extensional prevaleció durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, dando lugar a un  
79 conjunto de depocentros estrechos y aislados delimitados por grandes sistemas de fallas de  
80 rumbo que fueron rellenados con sedimentos continentales y marinos del Ciclo Precuyano  
81 (Gulisano 1981, Gulisano et al. 1984a, Vergani et al. 1995, D'Elia et al. 2020). La depositación  
82 durante el Jurásico Temprano al Cretácico Tardío estuvo controlada por subsidencia térmica,  
83 interrumpida por eventos tectónicos locales, que dieron lugar al desarrollo de unidades  
84 continentales y marinas de composición siliciclástica, carbonática y evaporítica de los Grupos  
85 Cuyo, Lotena y Mendoza (Gulisano et al. 1984b, Mitchum y Uliana 1985, Vergani et al. 1995,  
86 Leanza et al. 2020). Desde el Cretácico Tardío hasta el Cenozoico, la cuenca se vio afectada por  
87 una compresión generalizada, que dio lugar a la formación de una extensa faja plegada y corrida  
88 (Ramos 2010).

89 Durante el Tithoniano temprano y el Valanginiano temprano, la cuenca se habría  
90 conectado con el océano Proto-Pacífico a partir de estrechos corredores que cruzaban el arco  
91 volcánico, permitiendo la depositación de secuencias marinas poco profundas que forman el  
92 Subgrupo Mendoza Inferior (Legarreta y Gulisano 1989, Leanza 2009, Leanza et al. 2020). En el  
93 sector surmendocino, el Subgrupo Mendoza Inferior está representado por depósitos  
94 continentales de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano-Tithoniano inferior), sobre los cuales se  
95 desarrollaron depósitos de una rampa carbonática correspondiente a las Formaciones Vaca  
96 Muerta y Chachao (Tithoniano inferior-Valanginiano inferior) (e.g., Carozzi et al. 1981, Mitchum  
97 y Uliana 1985, Kietzmann et al. 2014, Leanza et al. 2020) (Fig. 2).

## 98 **METODOLOGÍA**

99           Se estudiaron más de 600 cortes delgados de calizas y margas pertenecientes a seis  
100 secciones estratigráficas de la Formación Vaca Muerta en el sur de Mendoza y norte de Neuquén  
101 (Fig. 3), con el objetivo de realizar un estudio bioestratigráfico regional basado en calpionélidos  
102 (Kietzmann et al. 2021a,b) y quistes de dinoflagelados calcáreos (Kietzmann et al. 2023,  
103 Kietzmann 2024). Como parte de este estudio, se encontraron numerosos cuerpos esferoidales  
104 compuestos de prismas radiales de calcita, que se estudiaron con un microscopio petrográfico  
105 Leica DM 750 con una cámara digital adjunta y software para mediciones micrométricas. El  
106 material estudiado procede de muestras de subsuelo (bloque Narambuena), que se encuentra  
107 alojado en el Repositorio Técnico de YPF, Avellaneda, Buenos Aires, bajo el código de colección  
108 HGTC, números 15006-1 a 15006-41 (Pozo 1), 15008-1 a 15008-50 (Pozo 2) y 15113-1 a 15113-  
109 55 (Pozo 3). Las secciones delgadas provenientes de secciones estratigráficas aflorantes, se  
110 encuentran en la colección de Paleontología de la Universidad de Buenos Aires bajo el código  
111 BAFC-LD, números AL1 a AL64 (Arroyo Loncoche), CH1 a CH68 (Cuesta del Chihuido) y T1 a T87  
112 (Las Tapaderas).

113           Para la descripción y clasificación de las espículas se siguió la terminología de Varol  
114 (2006), quien identifica cuatro tipos de espículas: (a) Fusiforme: espículas formadas por uno o  
115 varios prismas radiales (radios), con o sin apéndices; (b) Petaloide: compuesta por bloques que  
116 forman una pared circular o elíptica en forma de pétalo; (c) Esférico: espículas compuestas de  
117 prismas radiales desde el centro de la espícula; y (d) Asteroide: espículas en forma de estrella  
118 formadas por numerosos radios.

119

## 120 **RESULTADOS**

121

122 A partir del estudio de cortes delgados se reconocieron más de 30 ejemplares, bien a  
123 moderadamente preservados, atribuibles a espículas de ascidias, así como numerosos  
124 especímenes totalmente recristalizados. A pesar del proceso de recristalización, la mayoría de  
125 las espículas conservan parte de su estructura original, con morfologías de tipo asteroide, que  
126 permite su asignación al género *Didemnoides* Bonet y Benveniste-Velásquez. Sobre la base de  
127 su tamaño y número de radios se pueden distinguir dos tipos diferentes de espículas de  
128 asteroides.

129

### 130 **Paleontología sistemática**

#### 131 **Género *Didemnoides* Bonet y Benveniste-Velásquez 1971**

132 *Especie tipo: Didemnoides rosetta* Bonet y Benveniste-Velásquez, 1971

133 **Observación:** Espículas de tipo asteroide formada por 10-24 radios. Las puntas de los radios  
134 suelen ser triangulares (piramidales). Las especies de este género se distinguen por el ancho de  
135 sus radios (Varol 2006).

136

#### 137 ***Didemnoides* sp.**

138 Fig. 4a-b

139 **Material:** Dos especímenes bien preservados y numerosos especímenes fuertemente  
140 recristalizados de dos secciones delgadas del bloque Narambuena.

141 **Descripción:** Espícula de tipo asteroide compuesta por 9 cristales poliédricos de calcita (radios),  
142 dispuestos de forma radial desde el centro de la espícula. En sección los cristales muestran forma  
143 triangular, con terminaciones piramidales, formando romboedros. Cada uno de los cristales se  
144 expande desde el centro de la espícula hasta un ancho máximo de 4  $\mu\text{m}$  antes de pasar a la

145 terminación piramidal, las que poseen un largo de hasta 1.4  $\mu\text{m}$ . Ópticamente cada cristal se  
146 comporta como un solo individuo. No se observa cavidad central. El diámetro máximo de los  
147 especímenes, incluyendo las terminaciones piramidales, varía entre 22 y 25  $\mu\text{m}$ . Los  
148 especímenes aparecen de manera individual, sin formar agregados.

149 *Distribución estratigráfica:* *Didemnoides* sp. fue reconocido en el Tithoniano inferior alto, Zona  
150 de dinoflagelados calcáreos de *Colomisphaera tenuis* y Zona de calpionélidos de *Chitinoidella*  
151 (equivalente a Zona de amonites de *Aulacosphintes proximus*) (Fig. 6).

152

153 ***Didemnoides moreti* (Durand Delga 1957)**

154 Fig. 4c-l

155 1957 *Stomiosphaera moreti* n.sp.: Durand Delga, p. 163, Fig. 5

156 1966 *Clypeina parvavissima* n. sp.: Dragastan, p. 44-45, Tabla 1, Fig. 2-7

157 1968 *Stomiosphaera moreti* Durand Delga: Nowak, p. 293-294-Tabla 26, Fig. 3-4.

158 1971 *Didemnoides rosetta* n. sp.: Bonet y Benveniste Velásquez, p. 10-11, Tabla2, Fig. 1-6, Tabla  
159 3, Fig. 1-6.

160 1971 *Clypeina parvavissima* Dragastan: Dragastan, p. 189-190, Tabla 12, Fig. 6-8

161 1978 *Didemnoides moreti* (Durand Delga): Misík y Borza, p. 312-320, Tabla 2, Fig. 1-19, Tabla 3,  
162 Fig. 1-9.

163 1994 *Didemnoides moreti* (Durand Delga): Myczyński y Pszczółkowsky, Tabla 3, Fig. 6.

164 1994 *Didemnoides moreti* (Durand Delga): Bodrogi et al., Tabla 2, Fig. 1, Tabla 4, Fig. 1-4.

165 1998 *Didemnoides moreti* (Durand Delga): Sykora et al., Tabla 2, Fig. 6.

166 1999 *Didemnoides moreti* (Durand Delga): Schlagintweit y Ebli, p. 406-407, Tabla 12, Fig. 7-8, 12.

167 2016 *Didemnoides moreti* (Durand Delga): Hoedemaeker et al., Tabla 20, Fig. O

168

169 *Material:* Veintiocho especímenes bien a moderadamente preservados y numerosos  
170 especímenes recristalizados provenientes de tres pozos del bloque Narambuena, y de las  
171 secciones del Arroyo Loncoche, Cuesta del Chihuido y Las Tapaderas.

172 *Descripción:* Espícula de tipo asteroide compuesta por más de 16 cristales poliédricos de calcita  
173 (radios), dispuestos de forma radial desde el centro de la espícula. En sección los cristales  
174 muestran forma triangular, con terminaciones piramidales, formando romboedros. Cada uno de  
175 los cristales se expande desde el centro de la espícula hasta un ancho máximo de 4 a 10  $\mu\text{m}$   
176 antes de pasar a la terminación piramidal. Ópticamente cada cristal se comporta como un solo  
177 individuo. No se observa cavidad central. El diámetro máximo de los especímenes, incluyendo  
178 las terminaciones piramidales, varía entre 40 y 64  $\mu\text{m}$ . Las terminaciones piramidales tienen un  
179 largo máximo de hasta 2  $\mu\text{m}$ . Los especímenes aparecen de manera individual, sin formar  
180 agregados.

181 *Distribución estratigráfica:* De acuerdo con Misík y Borza (1978) el rango estratigráfico conocido  
182 es Triásico Superior (Carniano) – Cretácico Inferior (Albiano inferior). En las muestras estudiadas  
183 *D. moreti* fue reconocido para el intervalo Tithoniano inferior alto - Berriasiano inferior. Los  
184 primeros especímenes aparecen en la parte inferior de la Zona de amonites de *Aulacosphintes*  
185 *proximus*, equivalente a la parte inferior de la Zona de dinoflagelados calcáreos de  
186 *Colomisphaera tenuis*. Los últimos especímenes fueron reconocidos en la parte inferior de la  
187 Zona de amonites de *Substeueroceas koeneni*, equivalente a la parte media de la Subzona de  
188 calpionélidos de *C. alpina* (Zona Estándar de *Calpionella*) (Fig. 6).

189

190 **DISCUSIÓN**

191

192 **Preservación**

193 La mayor parte de las especies de ascidias didémnicas modernas poseen espículas aragoníticas  
194 (e.g., Varol 2006). En el caso de las espículas descritas en la Formación Vaca Muerta, la alta  
195 recristalización sugiere que la mineralogía original de las espículas fue probablemente aragonita  
196 o calcita de bajo Mg, que actualmente se encuentra invertida a calcita. Durante el Jurásico  
197 Tardío-Cretácico Temprano la relación Mg/Ca del agua de mar era baja, conformando lo que se  
198 conoce como mares calcíticos (Sandberg 1983). Sin embargo, la relación Mg/Ca en los océanos  
199 influyó fuertemente a los organismos autótrofos, pero no así a los heterótrofos,  
200 probablemente porque los organismos autótrofos poseen mecanismos de calcificación menos  
201 controlados a partir de la remoción de CO<sub>2</sub> por fotosíntesis (Stanley et al. 1999, Ries et al. 2010).  
202 Por otro lado, en las secciones estudiadas, las partículas esqueléticas de composición original  
203 calcítica (tanto calcita de alto Mg como calcita de bajo Mg) se encuentran bien preservadas,  
204 mientras que las aragoníticas se encuentran neomorfizadas a calcita. Teniendo en cuenta esto,  
205 se interpreta que la composición original de las espículas estudiadas fue probablemente  
206 aragonita.

207

208 **Inferencias paleoecológicas**

209 La clasificación de las ascidias se basa esencialmente en la anatomía de las partes  
210 blandas, sin embargo, la morfología de las espículas de ascidias varía de una especie a otra (e.g.  
211 Brookfield 1988), aunque también pueden ser variables dentro de la misma especie (e.g. Kott  
212 1984). En este sentido, las dos morfoespecies reconocidas en la Formación Vaca Muerta podrían  
213 pertenecer dos especies diferentes o a la misma especie.

214 De acuerdo con las observaciones realizadas en lámina delgada, *Didemnoides moreti*  
215 muestra grandes similitudes con las espículas de algunas especies de los géneros *Trididemum*  
216 Della Valle y *Lissoclinum* Verrill (Kott 1984, 2003, 2004a,b, 2005). Ambos géneros son  
217 cosmopolitas, de salinidad normal y temperaturas de entre 15 y 30 °C, aunque algunas especies  
218 habitan temperaturas más bajas. Asimismo, la gran mayoría de las especies habitan aguas  
219 someras (< 50 m) y zonas protegidas del arrecife trasero, aunque algunas especies han sido  
220 registradas hasta profundidades mayores a 300 m (Shenkar y Swalla 2011, OBIS 2024). Si bien  
221 las características ecológicas son consistentes con el ambiente depositacional de la Formación  
222 Vaca Muerta, resulta arriesgado intentar realizar inferencias paleoecológicas sin poder realizar  
223 una asignación taxonómica más específica. A pesar de esta limitación, la presencia de espículas  
224 de ascidias permite inferir el desarrollo de sustratos duros, alta disponibilidad de nutrientes,  
225 baja turbidez del agua y escaso influjo de agua dulce al sistema (e.g., Millar 1971, Kott 2005,  
226 Valentine et al. 2007, Pedrão Ferreira et al. 2019).

227

### 228 **Facies e inferencias estratigráficas**

229 El sistema Vaca Muerta – Chachao conforma un sistema de rampa carbonática (Momburu  
230 et al. 1978, Legarreta et al. 1981, Mitchum y Uliana 1985, Legarreta y Gulisano 1989, Kietzmann  
231 et al. 2008, 2011, 2014), donde los depósitos proximales están representados principalmente  
232 por biostromas de ostras (*Aetostreon*) ubicados en la rampa interna y media (Formación  
233 Chachao), mientras que los depósitos distales consisten en una alternancia de  
234 packstones/grainstones bioclásticos y peloidales, wackestones bioclásticos y margas,  
235 depositados desde la rampa media distal hasta la cuenca (Kietzmann et al. 2014, 2016). Los  
236 intervalos portadores de *Didemnoides* ocurren en facies de rampa externa y cuenca, asociados  
237 a la depositación de tempestitas distales. En el intervalo Tithoniano, estos depósitos incluyen  
238 wackestones y packstones peloidales laminados, formados por concentraciones gradadas de

239 *Saccocoma*, ostrácodos desarticulados, escasos radiolarios y terrígenos tamaño limo (Fig. 5a-d).  
240 En el intervalo Berriasiano inferior, los depósitos con *Didemnoidea* están asociados a  
241 wackestones ricos en *Epistomina*, que contienen además abundantes radiolarios y restos óseos  
242 de peces.

243 Al ubicar las muestras en un contexto estratigráfico secuencial (Fig. 5) se observa que  
244 los horizontes con *Didemnoidea* se encuentran concentrados en los cortejos transgresivos. Si  
245 bien estos depósitos indican que las espículas fueron transportadas desde zonas más someras,  
246 la presencia de espículas de ascidias en estas facies es consistente con las características  
247 inferidas en el apartado anterior, ya que los estadios transgresivos suelen estar asociado al  
248 desarrollo de sustratos endurecidos, baja turbidez del agua e influjo de agua dulce restringido,  
249 debido a que la acumulación de sedimentos queda principalmente restringida a los sectores  
250 costeros. Por otro lado, durante los estadios transgresivos en las plataformas suelen instalarse  
251 condiciones eutróficas a mesotróficas (e.g., Arthur y Sageman 2005). En efecto, las  
252 concentraciones de *Saccocoma* (microfacies de *Saccocoma*) en la Formación Vaca Muerta suele  
253 desarrollarse en el cortejo transgresivo (Kietzmann y Palma 2009a), al igual que las  
254 concentraciones pausiespecíficas del foraminífero *Epistomina* (Kietzmann y Palma 2009b,  
255 Kietzmann et al. 2014, 2016), que suele desarrollarse bajo condiciones de baja circulación y  
256 deficientes en oxígeno debido a su estrategia quimiosimbionte (Sagasti y Ballent 2002). En los  
257 sistemas de rampas del Grupo Mendoza, las concentraciones de *Epistomina* caracterizan facies  
258 transgresivas, tanto en la Formación Vaca Muerta (Kietzmann et al. 2014, 2016), como en la  
259 Formación Agrio (Sagasti y Ballent 2002, Kietzmann y Paulin 2019).

260 En los sectores someros de la rampa, representados en la Formación Chachao, estuvo  
261 representada por una asociación de tipo heterozoan, con bivalvos aragoníticos, ostreidos,  
262 gastrópodos, briozoos, equinodermos, serpulidos solitarios (*Parsimonia*) y coloniales  
263 (*Sarcinella*), corales ramosos, foraminíferos bentónicos (principalmente *Lenticulina*) y espículas

264 de demosponjas (e.g., Carozzi et al. 1981, Legarreta et al. 1981, Palma et al. 1992, Palma 1996).  
265 Carozzi et al. (1981) reconocieron el desarrollo de corales ramosos asociados a un decrecimiento  
266 general de los otros componentes durante las inundaciones. Mientras que Palma y Angeleri  
267 (1992) reconocieron el desarrollo de serpúlidos coloniales del género *Sarcinella* durante  
268 interrupciones cortas en la sedimentación carbonática, indicando condiciones similares a las que  
269 sugieren la presencia de espículas de ascidias en la Formación Vaca Muerta.

270 Esta tendencia estratigráfica asociada al cortejo transgresivo fue también reportada en  
271 el Pleistoceno de la Gran Barrera de Coral del norte de Australia por Glenn et al. (1993), así como  
272 en la Cuenca de Eucla, al sur de Australia, donde la abundancia de espículas de tunicados tiende  
273 a mostrar aumentos significativos hacia la superficie de máxima inundación. Estos dos ejemplos  
274 poseen gran relevancia en la comprensión de la abundancia de los tunicados, ya que la Gran  
275 Barrera se encuentra dentro de la provincia de los carbonatos tropicales, mientras que la  
276 plataforma carbonática del Eucla se ubica en la provincia de los carbonatos de aguas frías,  
277 demostrando que las variaciones eustáticas y euribáticas son un control de primer orden. Sin  
278 embargo, a diferencia de los ejemplos citados, que corresponden a una plataforma de margen  
279 definido (Gran Barrera) y una plataforma abierta (cuenca de Eucla), la geometría de rampa del  
280 sistema Vaca Muerta-Chachao permitió inundaciones más rápidas y la instalación temprana de  
281 las condiciones adecuadas para la proliferación de los tunicados didémnicos en las facies  
282 someras del cortejo transgresivo, del mismo modo que favoreció el desarrollo de  
283 concentraciones de *Epistomina* en las facies distales.

284 Futuros estudios, basados en la recuperación de espículas para su observación  
285 tridimensional al microscopio electrónico, permitirán una asignación taxonómica más precisa y,  
286 probablemente, la realización de inferencias paleoecológicas más específicas que contribuyan a  
287 una mejor comprensión del sistema depositacional de la Formación Vaca Muerta.

288

## 289 **CONCLUSIONES**

290

291 El estudio de más de 600 láminas delgadas provenientes de la Formación Vaca Muerta  
292 en el sector surmendocino y norneuquino de la Cuenca Neuquina ha permitido el  
293 reconocimiento de dos tipos de espículas de ascidias didémnicas: *Didemnoides* sp. y  
294 *Didemnoides moreti* (Durand Delga). Este registro documenta por primera vez la presencia de  
295 tunicados para el Tithoniano – Berriasiano de la Cuenca Neuquina.

296 En el intervalo tithoniano, las espículas aparecen concentradas en depósitos  
297 tempestíficos distales con *Saccocoma*, mientras que en el intervalo Berriasiano aparecen  
298 asociadas a concentraciones monoespecíficas de foraminíferos bentónicos del género  
299 *Epistomina*. Ambos casos ocurren en facies de cuenca a rampa externa y forman parte de los  
300 cortejos sedimentarios transgresivos.

301 La presencia de espículas de ascidias didémnicas permite inferir el desarrollo de  
302 sustratos duros, alta disponibilidad de nutrientes, baja turbidez del agua y escaso influjo de agua  
303 dulce, condiciones que prevalecen durante los estadios transgresivos.

304

## 305 **AGRADECIMIENTOS**

306 Los resultados de este trabajo se enmarcan en los proyectos PICT 2018–02492 y PICT-  
307 2021-I-A-00683 financiados por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. El  
308 autor agradece a YPF y Chevron por la autorización del conjunto de datos sobre microfósiles  
309 calcáreos de las muestras de subsuelo, así como a Graciela Bressan por las discusiones sobre los  
310 tunicados. Se agradecen las revisiones realizadas por Juan Pablo Pérez Panera y Francisco  
311 Sánchez Beristain, así como la labor editorial de Susana Damborenea, que han contribuido a  
312 mejorar el manuscrito original.

313

314 **REFERENCIAS**

315

316 Arthur, M.A. y Sageman, B.B. 2005. Sea Level Control on Source Rock Development: Perspectives  
317 from the Holocene Black Sea, the mid-Cretaceous Western Interior Basin of North  
318 America, and the Late Devonian Appalachian Basin. En: Harris, N.B. (ed.), The Deposition  
319 of Organic Carbon-rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences. SEPM  
320 Special Publication 82.

321 Bodrogi, I., Ebner, F., Lobitzer, H., Pašava, J. y Sachsenhofer, R.F. 1994. Die Bitumenmergel der  
322 Kainacher Gosau (Steiermark, Österreich). Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische  
323 Zusammenarbeit Österreich – Ungarn 2: 127-144.

324 Bonet, F. y Benveniste-Velasquez, N. 1971. Espículas de ascidias fósiles y actuales. Revista del  
325 Instituto Mexicano del Petróleo 3(4): 8-35.

326 Borza, K. 1969. Die Mikrofacies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der  
327 Klippen Zone der Westkarpaten. Slovak Academy of Sciences, Publishing House, 301 p.,  
328 Bratislava.

329 Borza, K. y Mišík, M. 1975. *Gemeridella minuta* n. gen., n. sp. aus der Oberen Trias der  
330 Westkarpaten. Geologica Carpathica 26(1): 77-81.

331 Brookfield, M.E. 1988. Where are all the fossil sea squirts? Micropaleontology 34: 277-283.

332 Bucur, I. 1999. Lower Cretaceous dasyclad algae from the Padurea Craiului Massif (Northern  
333 Apuseni Mountains, Romania). Acta Palaeontologica Romaniae 2: 53-72.

334 Buge, E. y Monniot, F. 1972. Nouveaux spicules d' Ascidies de l'Ypresien du bassin de Paris et de  
335 Toarcien des Deux-Sevres. Geobios 5: 83-90.

- 336 Carozzi, A.V., Bercowski, F., Rodriguez, M., Sanchez, M. y Vonesch, T. 1981. Estudio de  
337 microfacies de la Formación Chachao (Valanginiano), Provincia de Mendoza. Actas 8  
338 Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 545-565, San Luis.
- 339 Chen, J.Y., Huang, D.Y., Peng, Q.Q., Chi, H.M., Wang, X.Q. y Feng, M. 2003. The first tunicate  
340 from the early Cambrian of South China. Proceedings of the National Academy of  
341 Sciences of the United States of America 100: 8314-8318.
- 342 D'Elia, L., Bilmes, A., Naipauer, M., Vergani, F. D., Muravchik, M. y Franzese, J.R. 2020. The Syn-  
343 Rift of the Neuquén Basin (Precuyano and Lower Cuyano Cycle): Review of Structure,  
344 Volcanism, Tectono-Stratigraphy and Depositional Scenarios. En: Kietzmann, D.A. y  
345 Folguera, A. (eds.), Opening and closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes, 3-  
346 22, Springer.
- 347 Desjardins, P., Fantín, M.A., González Tomassini, F., Reijenstein, H.M., Sattler, F., Dominguez, F.,  
348 Kietzmann, D.A., Leanza, H.A., Bande, A., Beinot, S., Borgnia, M., Vittore, F., Simo, T. y  
349 Minisini, D. 2016. Estratigrafía sísmica regional. En: González, G., Vallejo, D., Kietzmann,  
350 D.A., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L. y  
351 Domínguez, F. (eds.), Transecta regional de la Formación Vaca Muerta. Integración y  
352 correlación de sísmica, perfilaje de pozos, coronas y afloramiento. Instituto Argentino  
353 del Petróleo y el Gas – Asociación Geológica Argentina, 5-22, Buenos Aires.
- 354 Dragastan, O. 1966. Microfaciesurile Jurasicului Superior si Cretacicului Inferior din Muntii  
355 Apuseni. Annalele Universitate Bucuresti, Geologie-Geografie 15(2): 37-47.
- 356 Dragastan, O. 1971. New algae in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous in the Bicaz valley  
357 East Carpathians (Romania). Revista Española de Micropaleontología 3(2): 155-192.
- 358 Durand Delga, M. 1957. Quelques remarques sur les fibrosphères. Bulletin du Service de la carte  
359 géologique de l'Algérie 13, Travaux des Collaborateurs 1956: 153-164.

360 Fernández Carmona, J., Álvarez, P. y Aguirre-Urreta, M.B. 1996. Calpionélidos calcáreos y grupos  
361 *incertae sedis* en la Formación Vaca Muerta (Tithoniano Superior), Alta Cordillera  
362 Mendocina, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración  
363 de Hidrocarburos, Actas 5: 225, Buenos Aires.

364 Glenn, C.R., Kronen, J.D., Symonds, P.A., Wei, W. y Kroon, D. 1993. High-resolution sequence  
365 stratigraphy, condensed sections, and flooding events off the Great Barrier Reef: 0-1.5  
366 Ma. En: McKenzie, J.A., Davies, P.J., Palmer-Julson, A. (eds.), Northeast Australian  
367 Margin Sites 811-826. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 133:  
368 353-364.

369 Gulisano, C.A. 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso  
370 Geológico Argentino, Actas 3: 579-592, San Luis.

371 Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A., Digregorio, R. 1984a Esquema estratigráfico de la  
372 secuencia Jurásica del oeste de la provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico  
373 Argentino, Actas 1: 237-259, San Carlos de Bariloche.

374 Gulisano, C., Gutierrez Pleimling, R., Digregorio, R. E. 1984b. Análisis estratigráfico del intervalo  
375 Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el  
376 suroeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 221-  
377 235, San Carlos de Bariloche.

378 Hoedemaeker, P.J., Janssen, N.M.M., Casellato, C.E., Gardin, S., Reháková, D. y Jamrichová, M.  
379 2016. Jurassic/Cretaceous boundary in the Río Argos succession (Caravaca, SE Spain).  
380 Revue de Paléobiologie 35 (1): 111-247.

381 Iglesia Llanos, M.P., Kietzmann, D.A., Kohan Martínez, M. y Palma, R.M. 2017.  
382 Magnetostratigraphy of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Argentina: Implications

383 for the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *Cretaceous Research* 70:  
384 189-208.

385 Jones, N. 1990. Tunicate spicules and their syntaxial overgrowths: examples from the  
386 Pleistocene Ironshore Formation, Grand Cayman, British West Indies. *Canadian Journal*  
387 *of Earth Sciences* 27: 525-532.

388 Kietzmann, D. 2024. New Tithonian-Berriasian morphospecies of the genus *Stomiosphaera*  
389 *Wanner* (calcareous dinoflagellate cysts) from the Vaca Muerta Formation, Neuquén  
390 Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 155: 105786

391 Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2009a. Microcrinoideos saccocómidos en el Tithoniano de la  
392 Cuenca Neuquina. ¿Una presencia inesperada fuera de la región del Tethys?  
393 *Ameghiniana* 46 (4): 695-700.

394 Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2009b. Tafofacies y biofacies de la Formación Vaca Muerta en el  
395 sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas,  
396 sedimentológicas y estratigráficas. *Ameghiniana* 46(2): 321-343.

397 Kietzmann, D.A. y Paulin, S. 2019. Cyclostratigraphy of an upper Valanginian e lower Hauterivian  
398 mixed siliciclastic-carbonate ramp succession (Pilmatue Member of the Agrio  
399 Formation), Loma La Torre section, northern Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous*  
400 *Research* 98: 26-46.

401 Kietzmann, D.A., Palma, R.M. y Bressan, G.S. 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-  
402 berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del arroyo  
403 Loncoche – Malargüe, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica*  
404 *Argentina* 63: 696-713.

405 Kietzmann, D. A., Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J., Lescano, M. y Concheyro, A.  
406 2011. Evidence of precessional and eccentricity orbital cycles in a Tithonian source rock:

407 the mid-outer carbonate ramp of the Vaca Muerta Formation, Northern Neuquén Basin,  
408 Argentina. AAPG Bulletin 95: 1459-1474.

409 Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J. y López-Gómez, J. 2014.  
410 Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian - Valanginian carbonate ramp  
411 (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern  
412 Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 302: 64-86.

413 Kietzmann, D. A., Ambrosio, A., Suriano, J., Alonso, S., González Tomassini, F., Depine, G. y Repol,  
414 D. 2016. The Vaca Muerta-Quintuco system (Tithonian – Valanginian) in the Neuquén  
415 Basin, Argentina: a view from the outcrops in the Chos Malal fold and thrust belt.  
416 *American Association of Petroleum Geologists* 100(5): 743-771.

417 Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., Ivanova, D.K., Kohan Martínez, M. y Sturlesi, M.A. 2018.  
418 Toward a multidisciplinary chronostratigraphic calibration of the Jurassic-Cretaceous  
419 transition in the Neuquén Basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(2):  
420 175-187.

421 Kietzmann, D. A., Iglesia Llanos, M. P., González Tomassini, F., Lanusse Noguera, I., Vallejo, D. y  
422 Reijenstein, H. 2021a. Upper Jurassic - Lower Cretaceous calcipionellid zones in the  
423 Neuquén Basin (Southern Andes, Argentina): Correlation with ammonite zones and  
424 biostratigraphic synthesis. *Cretaceous Research* 127: 104950.

425 Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., Palacio, J. P. y Sturlesi, M.A. 2021b. Facies analysis and  
426 stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary in a new basinal Tithonian–  
427 Berriasian section of the Vaca Muerta Formation, Las Tapaderas, Southern Mendoza  
428 Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 109: 103267.

429 Kietzmann, D. A., Iglesia Llanos, M. P., Iovino, F. 2023. Tithonian–Berriasian calcisphere  
430 (calcareous dinoflagellate cysts) zones in the Neuquén Basin, Argentina: correlation

431 between Southern Andes and Tethyan regions. Newsletters on Stratigraphy 56(2), 157-  
432 185.

433 Kott, P. 1984. Related species of *Trididemnum* in symbiosis with Cyanophyta. Proceedings of the  
434 Linnean Society of New South Wales 107 (4): 515-520.

435 Kott, P. 2003. New syntheses and new species in the Australian Ascidiacea. Journal of Natural  
436 History 37: 1611-1653.

437 Kott, P. 2004a. New and little-known species of Didemnidae (Ascidiacea, Tunicata) from  
438 Australia (part 1). Journal of Natural History 38(6): 731-774.

439 Kott, P. 2004b. New and little-known species of Didemnidae (Ascidiacea, Tunicata) from  
440 Australia (part 2). Journal of Natural History 38(19):2455-2526.

441 Kott, P. 2005. New and little-known species of Didemnidae (Ascidiacea, Tunicata) from Australia  
442 (Part 3). Journal of Natural History 39(26): 2409-2479.

443 Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según  
444 observaciones de superficie. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 11: 145-  
445 184.

446 Leanza, H.A., Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P. y Kohan Martínez, M.P. 2020. Stratigraphic  
447 context, cyclostratigraphy, and magnetostratigraphy of the Vaca Muerta Formation. En:  
448 Minisini, D., Fantin, M., Lanusse, I. y Leanza, H.A. (eds.), Integrated geology of  
449 unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. American Association of  
450 Petroleum Geologists, Memoir 121: 39-60, Tulsa.

451 Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina  
452 (Triásico superior–Terciario inferior, Argentina). En: Chebli, G. y Spalletti, L.A. (eds.),  
453 Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 221-243, Tucumán.

454 Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic–Cretaceous marine oscillations and geometry of back-  
455 arc basin, Central Argentina Andes. En: McDonald, D.I.M. (ed.), Sea Level Changes at  
456 Active Plate Margins: Process and Product. International Association of  
457 Sedimentologists, Special Publication 12, 429-450, Oxford.

458 Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west central Argentina: stratal  
459 patterns, sequences, and paleogeographic evolution. *Palaeogeography,*  
460 *Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303-330.

461 Legarreta, L., Kozłowski, E. y Boll, A. 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del  
462 Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la cuenca neuquina. 8° Congreso  
463 Geológico Argentino, Actas 3: 389-409, San Luis.

464 Michalík, J., Rehakova, D., Grabowski, J. y Lintnerová, O. 2016. Stratigraphy, plankton  
465 communities, and magnetic proxies at the Jurassic /Cretaceous boundary in the Pieniny  
466 Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica* 67(4): 303-328.

467 Minisini, D., Fryklund, B., Gerali, F. y Fantin, M. 2020. The First Economical Unconventional Play  
468 outside North America: Context, History, and “Coopetition”. En: Minisini, D., Fantin, M.,  
469 Lanusse Noguera, I. y Leanza, H. (eds.), *Integrated Geology of Unconventionals: the Case*  
470 *of the Vaca Muerta Play, Argentina*. American Association of Petroleum Geologists,  
471 *Memoir* 121: 1-24, Tulsa.

472 Millar, R.H. 1971. The biology of ascidians. *Advances in Marine Biology* 9: 1-100

473 Misík, M. y Borza, K. 1978. *Gemeridella, Didemnoidea, Didemnum und körpchen ähnlicher*  
474 *gestalt aus dem Mesozoikum der Westkarpaten*. *Geologica Carpathica* 29(2): 307-326.

475 Mitchum, R.M. y Uliana, M. 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences,  
476 Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En: Berg, B.R. y

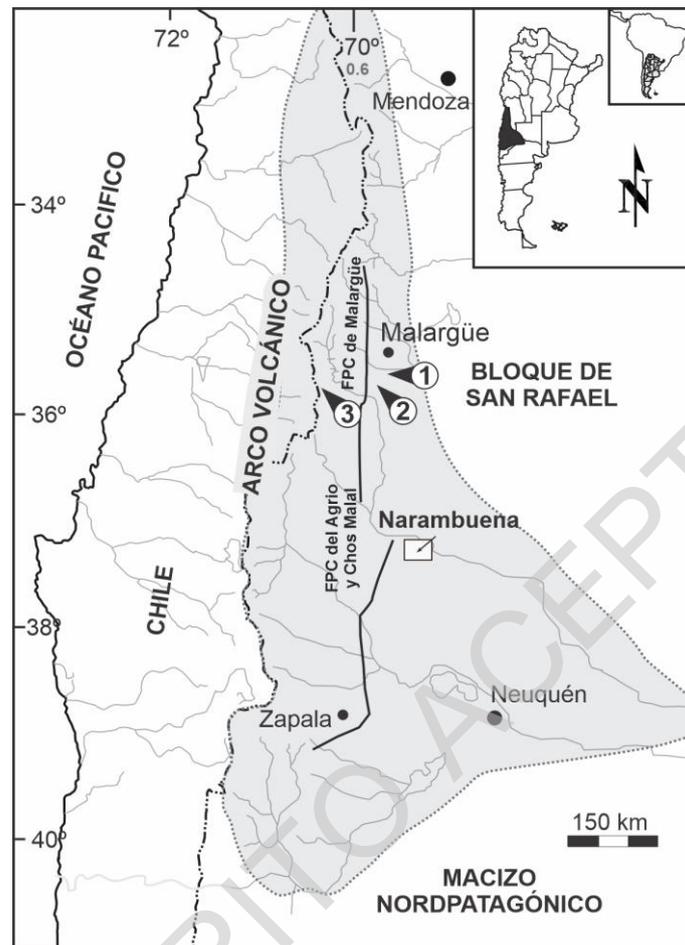
- 477 Woolverton, D.G. (eds.), Seismic Stratigraphy 2. An integrated approach to hydrocarbon  
478 analysis. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39: 255-283, Tulsa.
- 479 Mombrú, C.A., Uliana, M.A. y Bercowski, F. 1978. Estratigrafía y sedimentología de las  
480 acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico Inferior surmendocino. 7º Congreso  
481 Geológico Argentino, Actas 1: 685-700, Buenos Aires.
- 482 Myczyński, R. y Pszczółkowski, A. 1994. Tithonian Stratigraphy and microfacies in the Sierra del  
483 Rosario, Western Cuba. *Studia Geologica Polonica* 105: 7-38.
- 484 Nanglu, K., Lerosey-Aubril, R., Weaver, J.C. y Ortega-Hernández, J. 2023. A mid-Cambrian  
485 tunicate and the deep origin of the ascidiacean body plan. *Nature Communications* 14:  
486 3832.
- 487 Nowak, W. 1968. Stomiosferidy warstw cieszyńskich (kimeryd - hoteryw) polskiego Śląska  
488 Cieszyńskiego i ich znaczenie stratygraficzne. *Roczniki Polskiego Towarzystwa Geology*  
489 38: 275-327.
- 490 OBIS 2024. <https://obis.org/>
- 491 Palma, R.M. 1996. Analysis of carbonate microfacies in the Chachao Formation (Cretaceous),  
492 Barda Blanca-Malargüe, Mendoza Province, Argentina: a cluster analytic approach.  
493 *Carbonates and Evaporites* 11(2): 182-194.
- 494 Palma, R.M. y Angeleri, M.P. 1992. Early Cretaceous Serpulid Limestones: Chachao Formation,  
495 Neuquen Basin, Argentina. *Facies* 27: 175-178.
- 496 Pedrão Ferreira, E., Fernandes Alves, C., Sayão Sanjinés, A.E., y Cunha Alves, M. 2019. Ascidian  
497 spicules of Quaternary sediments from the lower slope of the Campos Basin (Brazil).  
498 *Quaternary International* 598(1): 116-124.

- 499 Plough, H.H. 1978. Sea squirts of the Atlantic continental shelf from Maine to Texas. John  
500 Hopkins University Press, 128 p., Baltimore.
- 501 Ramos, V.A. 2010. The tectonic regime along the Andes: present-day and Mesozoic regimes.  
502 Geological Journal 45: 2-25.
- 503 Rehakova, D., Michalík, J. y Ožvoldová, L. 1996. New microbiostratigraphical data from several  
504 lower Cretaceous pelagic sequences of the northern calcareous Alps, Austria  
505 (preliminary results). Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck 4: 57-81.
- 506 Ries, J.B. 2010. Review: geological and experimental evidence for secular variation in seawater  
507 Mg/Ca (calcite-aragonite seas) and its effects on marine biological calcification.  
508 Biogeosciences 7: 2795-2849.
- 509 Sagasti, G. y Ballent, S. 2002. Caracterización microfaunística de una transgresión marina:  
510 Formación Agrio (Cretácico inferior), Cuenca Neuquina, Argentina. Geobios 35: 721-734.
- 511 Sandberg, P.A. 1983. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy.  
512 Nature 305: 19–22.
- 513 Schlagintweit, F. y Ebli, O. 1999. New results on microfacies, biostratigraphy and sedimentology  
514 of Late Jurassic - Early Cretaceous platform carbonates of the Northern Calcareous Alps.  
515 Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 56(2): 379-418.
- 516 Shenkar, N. y Swalla, B.J. 2011. Global diversity of Ascidiacea. PLoS One 6(6): e20657.
- 517 Stanley, S.M., Hardie, L.A. y Blaustein, M.K. 1999. Hypercalcification: Paleontology Links Plate  
518 Tectonics and Geochemistry to Sedimentology. GSA Today 9: 2-7.
- 519 Sykora, M., Siblík, M. y Soták, J. 1998. An Upper Triassic limestone pebble with *Spirigera*  
520 *deslongchampsii* Suess from the southern part of the Western Carpathians, Southern  
521 Slovakia. Geologica Carpathica 49(2): 99-108.

- 522 Valentine, P.C., Carman, M-R., Blackwood, D.S. y Heffron, E.J. 2007. Ecological observations on  
523 the colonial ascidian *Didemnum* sp. in a New England tide pool habitat. Journal of  
524 Experimental Marine Biology and Ecology 342: 109-121
- 525 Varol, O. 2006. Didemnid ascidian spicules from the Arabian Peninsula. Journal of  
526 Nannoplankton Research 28(1): 35-55.
- 527 Varol, O. y Houghton, S. 1996. A review and classification of fossil didemnid ascidian spicules.  
528 Journal of Micropalaeontology 15: 135-149.
- 529 Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welkink, H.J. 1995. Tectonic evolution and  
530 paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y  
531 Welsink, H.J. (eds.), Petroleum Basins of South America. American Association of  
532 Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402, Tulsa.
- 533

534 FIGURAS

535



536

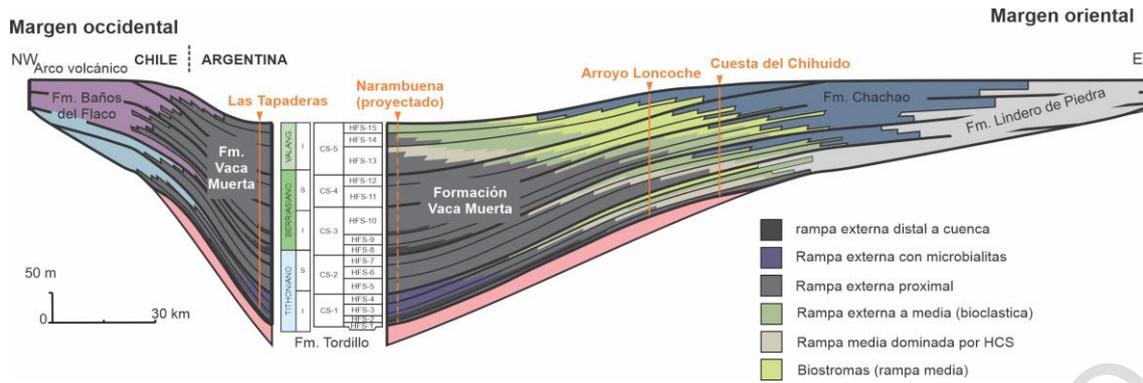
537 **Figura 1.** Mapa de ubicación de la Cuenca Neuquina y de las localidades mencionadas en el texto:

538 1) Arroyo Loncoche, 2) Cuesta del Chihuido, 3) Las Tapaderas. Abreviaturas: FPC) flaja plegada y

539 corrida. Modificado de Kietzmann et al. (2021a).

540

541



542

543 **Figura 2.** Sección esquemática E-O del Subgrupo Mendoza Inferior en el sector surmendocino  
 544 de la Cuenca Neuquina (~35.5° S), mostrando las unidades litoestratigráficas, las secuencias  
 545 depositacionales y las facies definidas para la Formación Vaca Muerta por Kietzmann et al.  
 546 (2014). Referencias: (CS) secuencia compuesta, (HFS) secuencia de alta frecuencia, (I) inferior,  
 547 (S) superior. Modificado de Kietzmann et al. (2021b).

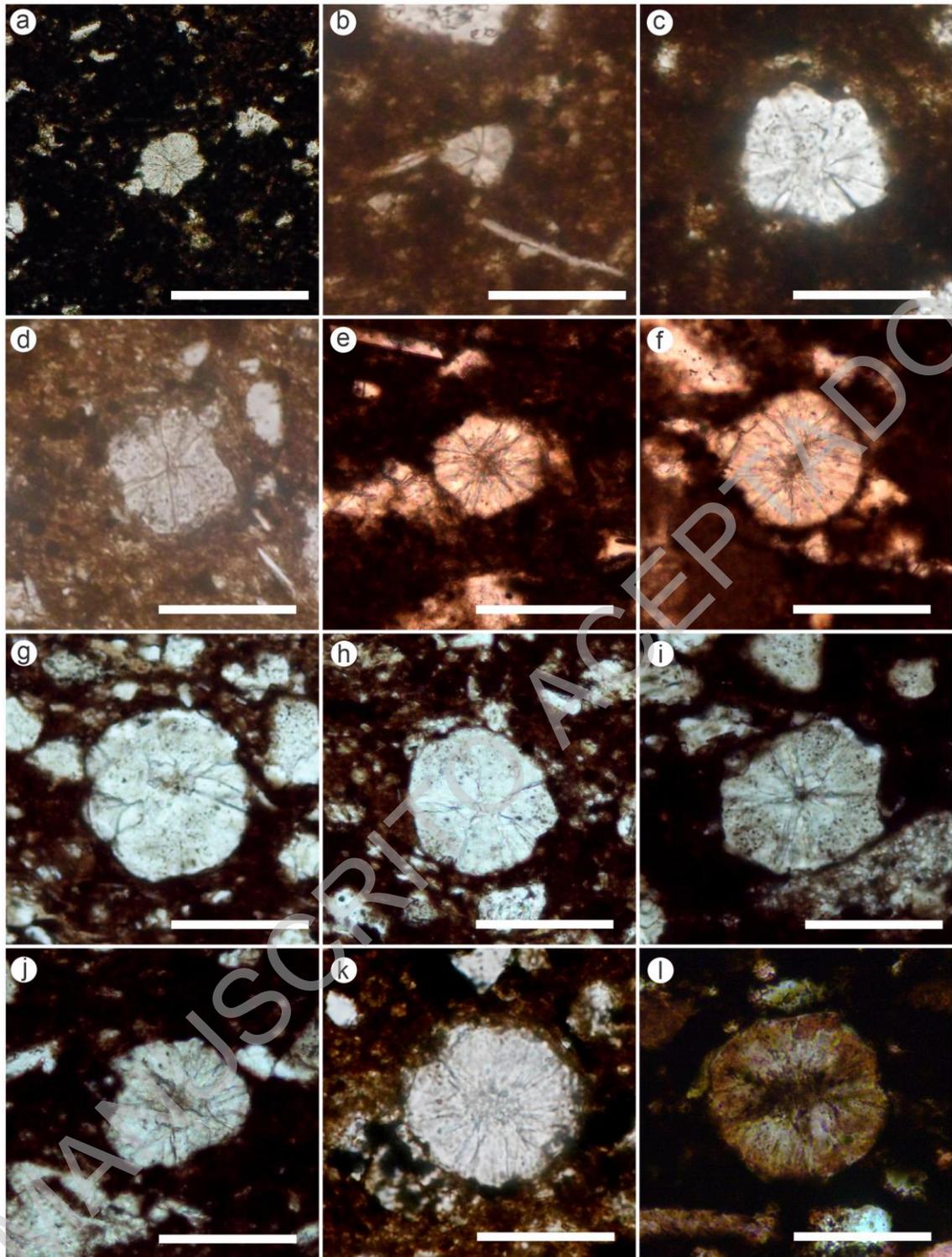
548

549

550

MANUSCRITO ACEPTADO





562

563 **Figura 4.** Espículas asignables a *Didemnooides* de la Formación vaca Muerta: **a-b)** *Didemnooides*  
 564 sp., (a) Tithoniano inferior, Zona de *Colomisphaera tenuis*, bloque Narambuena, pozo 1  
 565 (HGTC15006-4), (b) Tithoniano inferior, Zona de *Colomisphaera tenuis*, bloque Narambuena,  
 566 pozo 2 (HGTC15113-7); **c-l)** *Didemnooides moreti* (Durand Delga), (c) Tithoniano inferior, Zona de  
 567 *Colomisphaera tenuis*, bloque Narambuena, pozo 1 (HGTC15008-4), (d) Tithoniano inferior, Zona  
 568 de *Colomisphaera tenuis* /*Chitinoidea*, bloque Narambuena, pozo 2 (HGTC15113-6), (e-f)

569 Tithoniano inferior, Zona de *Colomisphaera tenuis* /*Chitinoidella*, bloque Narambuena, pozo 3  
570 (HGTC15008-5), (g-k) Tithoniano superior, Zona de *Colomisphaera fortis*/Subzona de  
571 *Crassicollaria remanei*, bloque Narambuena, pozo 2 (HGTC15113-19), (l) Berrasiano inferior,  
572 Zona de *Substeueroceras koeneni* /Subzona de *Calpionella alpina*, Las Tapaderas (T75). Escala:  
573 50 µm.

574

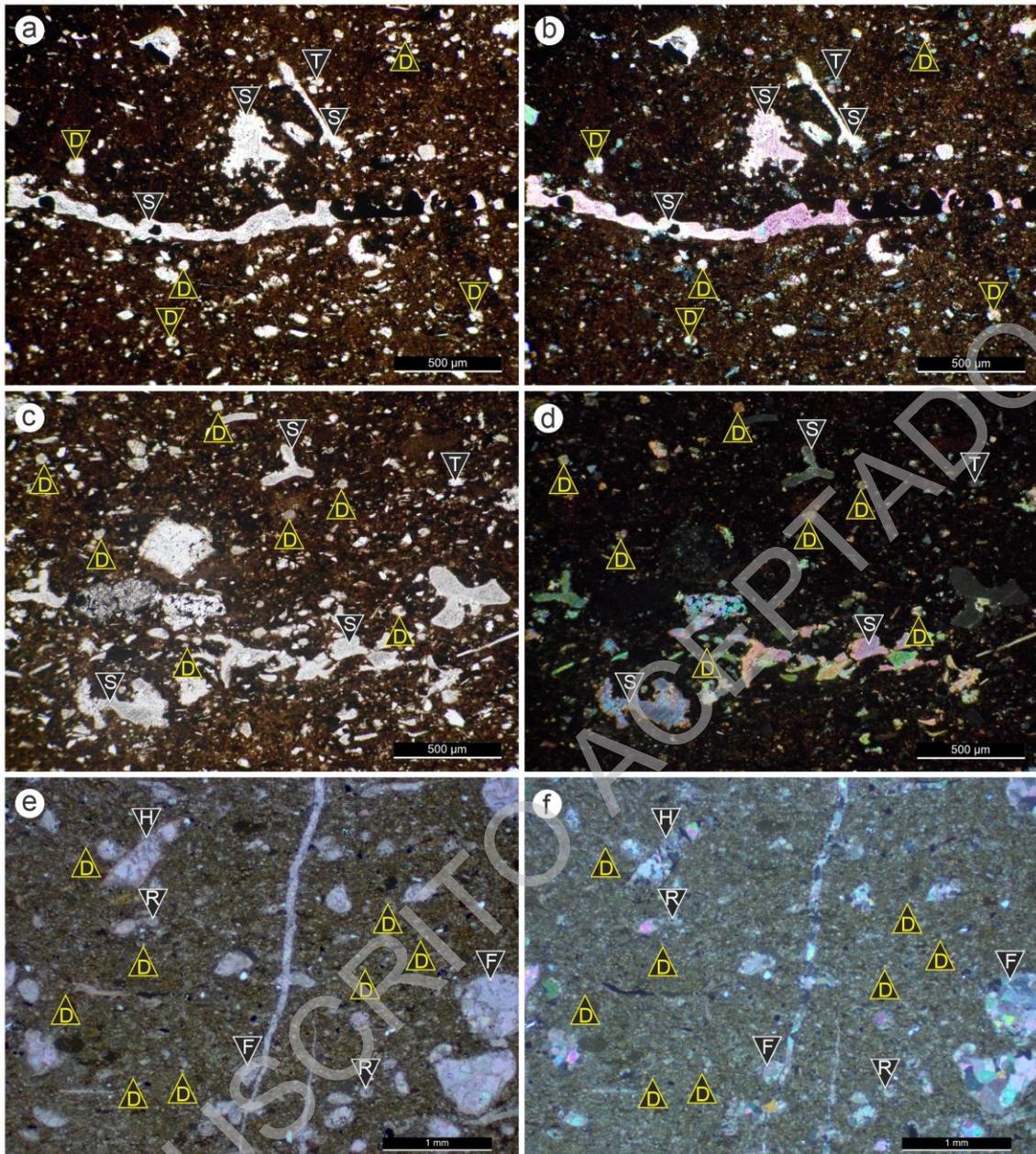
575

576

577

578

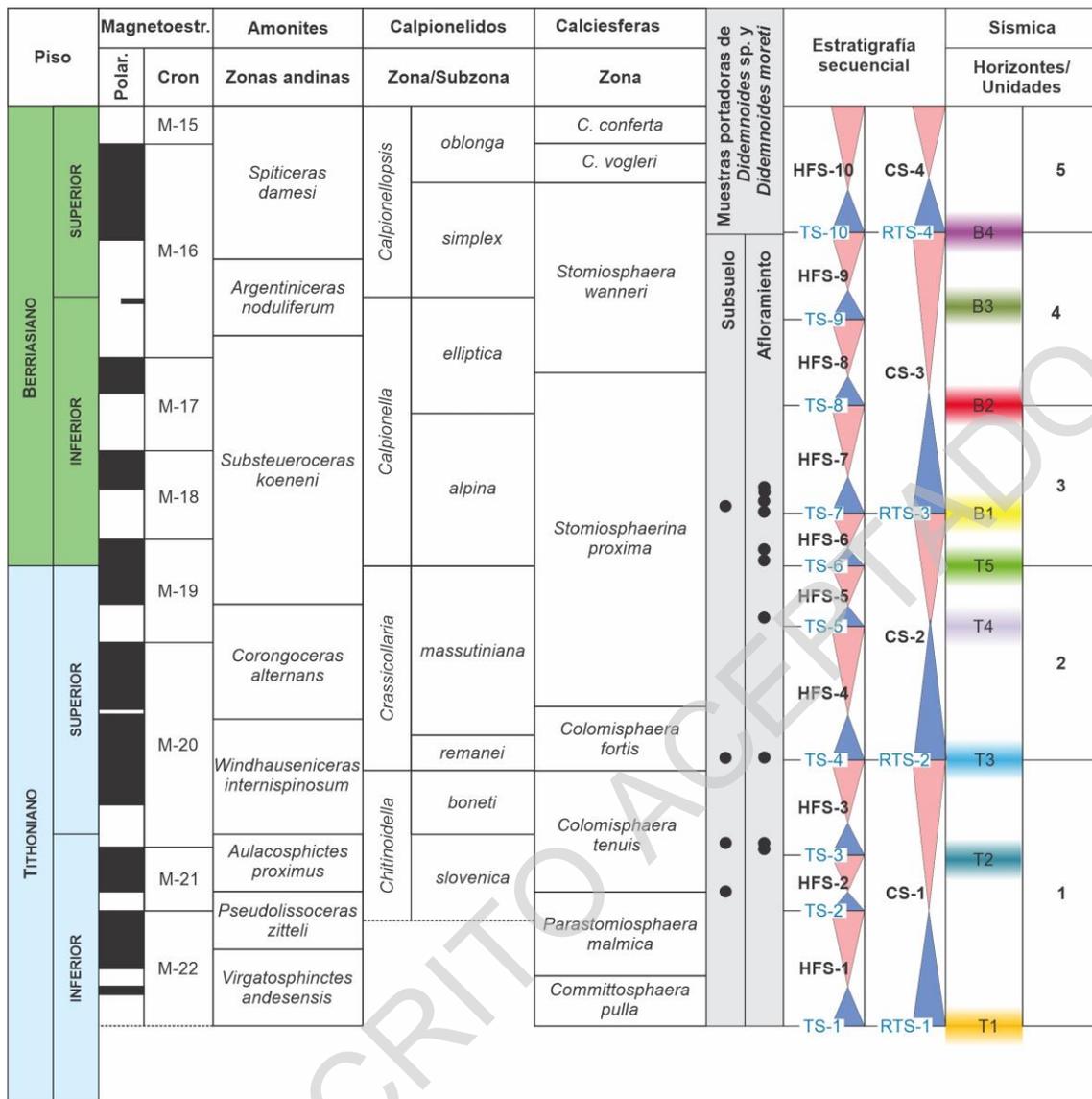
MANUSCRITO ACEPTADO



579

580 **Figura 5.** Depósitos tempestíticos distales con espículas de tipo *Didemnoidea*, con nichos  
 581 paralelos y cruzados: a-b) Wackestone gradado con *Saccocoma* (S), *Didemnoidea* (D) y terrígenos  
 582 (T) tamaño limo (facies de cuenca, Zona de *C. tenuis*, bloque Narambuena); c-d) Wackestone  
 583 gradado con *Saccocoma* (S), *Didemnoidea* (D), detritos bioclásticos indeterminados y terrígenos  
 584 (T) tamaño limo (facies de cuenca, Zona de *C. fortis*, bloque Narambuena); e-f) Wackestone  
 585 masivo con foraminíferos bentónicos del género *Epistomina* (F), radiolarios (R), fragmentos de  
 586 huesos (H), *Didemnoidea* y escasos terrígenos tamaño limo (facies de rampa externa, Zona de *S.*  
 587 *koeneni* / Subzona de *Alpina*, arroyo Loncoche).

588



589

590 **Figura 6.** Distribución estratigráfica de las muestras portadoras de *Didemnooides* en el esquema  
591 estratigráfico secuencial de la Formación Vaca Muerta, donde se puede notar que los horizontes  
592 con espículas de ascidias están restringidos al cortejo transgresivo (triángulos azules) de las  
593 secuencias de alta frecuencia (HFS). Magnetoestratigrafía y distribución temporal de las zonas  
594 de amonites andinas según Iglesia Llanos et al. (2017) y Kietzmann et al. (2018). Zonación de  
595 calpionelidos según Kietzmann et al. (2021a). Zonación de calciesferas (quistes de  
596 dinoflagelados calcáreos) según Kietzmann et al. (2023). Estratigrafía secuencial según  
597 Kietzmann et al. (2014); los triángulos azules indican el cortejo sedimentario transgresivo, los  
598 triángulos rojos el cortejo sedimentario regresivo, TS: superficie transgresiva; RTS: superficie  
599 transgresiva regional, HFS: secuencia depositacional de alta frecuencia, CS: secuencia  
600 depositacional compuesta. Unidades sísmicas según Desjardins et al. (2016) y Minisini et al.  
601 (2020).